国府津・松田断層の最新活動史と地震テクトニクス

山崎 晴雄^{*1}・水野 清秀^{*2}

国府津・松田断層の地震テクトニクス上の位置づけに関しては、現在二つの異なる見解が示されている。一つは、相模トラフ内のセグメントとは独立に活動し、丹沢山地や大磯丘陵を持ち上げる大礫型地震を引き起こすというものである。もう一つは、関東地震を 200～300 年ごとに引き起こすプレート境界断層から分岐した副断層の一つであり、関東地震と連動することなしに大地震を起こすことはないという考えである。これを検証するため、断層崖の麓で 5 個所のトレンチ発掘調査を行い、最新の断層活動史を復元した。完新統に明瞭な断層変位は認められなかったが、地這りや崩壊堆積物から 3,000 年間に 4 ないし 5 回のイベントが識別された。このうち、大規模なイベントは約 3,000 年前の 1 回だけで、これが同断層の活動を示すと考えられる。ほかの小規模なイベントは、相模トラフで発生した大地震の可能性があるが、その頻度は数百年という短い間隔ではない。

キーワード：国府津・松田断層，トレンチ調査，関東地震，断層活動履歴，地震テクトニクス

I. 国府津・松田断層の地震テクトニクス上の意義と未解決の問題

1997 年 8 月，神奈川県神奈川県の神奈川・国府津-松田断層帯について，政府の地震調査研究推進本部，地震調査委員会から調査結果が公表された。その内容は「現在を含む今後数百年以内に，変位量 10 m の断層運動をとまなうマグニチュード 8 程度の地震が発生する可能性がある。」というものである。これに対しては，将来の活動に関する評価が曖昧だという批判があり，防災関係の反応も今ひとつである。ただ，その背景には，長期的な防災を考えなければならぬ活断層に対して，今なにをすべきかが分からない，という自治体の消極的な姿勢と，専門家を含めて，「そうはいっても地震はまだ当分先だろう。」という“安心感”があることも否めない。それは，国府津・松田断層の活動様式に関して二つの異なる見解があり，上記調査結果における将来の活動に関する評価文は，そのどちらとも解釈できるからである。

二つの異なる見解とは，①国府津・松田断層は独立したセグメントとして活動し，関東地震とは異なるタイプ

の大地震を引き起こす，という考えと，②国府津・松田断層は関東地震の震源断層から分岐した副断層で，関東地震と連動して活動し，単独に大地震を起こすことはない，という見解である。

①は，相模湾周辺から房総半島の完新世海成段丘の高度分布と，歴史時代に発生した 1703 年元禄および 1923 年大正関東地震の地震性地殻変動の比較から提唱された（松田ほか，1974；Matsuda *et al.*, 1978）。すなわち，両地域の完新世海成段丘の旧汀線高度を比較すると，ほぼ同じ高さにあるのに対し，元禄および大正関東地震による地震性隆起の和は，房総半島側が 2 倍以上大きい。そのため，大磯丘陵側を隆起させる第 3 の地震，“大礫型地震”の存在が推定されたのである。そして，この地震の原因は，相模トラフの陸上延長域に位置し，活動度 A 級を示す活断層，国府津・松田断層の運動によるものと考えられた。

この考えは，3～4 mm/年（貝塚，1987）といわれる丹沢山地の活発な隆起をうまく説明できる。松田（1993）は，この断層の西方延長は足柄平野北縁から西方の神縄断層に延び，この逆断層運動によって丹沢山地は隆起し，そ

1999 年 9 月 10 日受付，1999 年 9 月 16 日受理，1998 年度日本第四紀学会大会シンポジウムにおいて講演。

*1 東京都立大学大学院理学研究科地理学教室 〒192-0397 八王子市南大沢 1-1.

*2 地質調査所大阪地域地質センター 〒540-0008 大阪市中央区大手前 4-1-67 大阪合同庁舎 2 号館別館。

れは丹沢地震を引き起こすと考えた。一方、神縄断層の運動は最近衰弱しているという考えもある(伊藤ほか, 1986)。徐(1995)は、国府津・松田断層の西方延長は足柄平野の北縁を限り、松田山麓から山北南方の丸山・浅間山の南縁を通る東西走向の日向断層に続き、さらに箱根火山の下を南北に走る平山断層に続くと考えた。この3断層の配列は全体として釣り針形を示し、その延長は70 km以上に達する。徐(1995)は、この断層群が活動すれば、震源断層が相模トラフに長く伸びなくても、M8級の地震が発生する可能性があることを示した。

大礫型地震を引き起こす国府津・松田断層の運動様式に関して、山崎(1985)は足柄平野では6,000年前のアカホヤ層が沈降し、縄文晩期の沖積段丘(鴨宮面)が存在しているという観測事実から、関東地震の繰り返しによる隆起の累積と、国府津・松田断層の運動にともなう大規模な沈降が重複していると考えた。そして、鴨宮面が段丘化していることから、足柄平野は最近、国府津・松田断層の運動による沈降運動を受けておらず、同断層は少なくとも2,300年間は活動していないと考えた。そして、これを説明するモデルを示し、同断層の再来間隔は2~3,000年であろうと推定した(Yamazaki, 1992; 山崎, 1993)。

地震調査委員会の調査結果は、このような考え方を基に、後述するトレンチ調査などのデータから、最終活動時期を約3,000年前、再来間隔も大礫海岸の完新世海成段丘の数などから約3,000年前と推定し、次の活動時期が迫っているとした。しかし、再来間隔の決め方などに不確実性もあり、地学的なばらつきも考慮して、誤差の範囲として今後数百年以内という表現が用いられた。

これに対して②は、多田(1977)、Tada and Sakata (1977)に始まる、国府津・松田断層はプレート境界断層ではなく、そこから分岐した断層であり、相模トラフ周辺の地震テクトニクスでは、関東地震タイプの繰り返し最も基本的な変動ととらえる考え方である。石橋(1977)は、元禄地震でも大礫海岸で隆起が生じており、基本的に元禄地震と大正地震は同じタイプの地震の繰り返しであると考えた。石橋(1992)は、国府津・松田断層の活動は数回の関東地震に対して1回程度の割合で、付随的に連動するもので、同断層が単独に活動して大地震を起こす可能性はないと考えた。この考えでは、関東地震の繰り返しはプレートの進行速度からみて200~300年間隔であり、たとえ次の関東地震で国府津・松田断層が連動して動くとしても、最後の関東地震からまだ76年しか経っていないので、まだ100年以上余裕があると

いうことになる。

このように、国府津・松田断層の活動様式については未解決の問題が残されており、それはまた、相模湾周辺の地震テクトニクスの本質に関わる重要な問題でもある。しかし、上記の両説はいずれも断片的な実証データに基づいてモデル化されたものであり、今後、両説の検討に当たっては新たな実証データに基づく検証が必要であろう。そこで本論では、1995~1997年に行われた地質調査所のトレンチ発掘調査を見直し、断層活動時期に関する実証データを得て、両説の検証を試みる。

II. 国府津・松田断層の最新活動史

これまでの研究では、国府津・松田断層崖は大規模だが、最近の活動の痕を示す低断層崖が認められないこと、また断層崖下には崖錐性扇状地群が発達し、そこには多数の人家が密集していて調査適地が見出せないことなど、調査の困難さおよび費用対効果の点から、トレンチ実施は見送られていた。しかし、1995年の兵庫県南部地震を契機として、全国の主要活断層の地震危険度評価実施が急務となった。平成7年度から調査事業が始まると、A級活断層でありながら、活動履歴の判明していない国府津・松田断層はその最初の調査対象となり、断層活動履歴および活動度解明のため、トレンチ調査、高密度浅層ボーリング調査、平野内での中深度層序ボーリング調査等が実施された(水野ほか, 1996, 1997)。

トレンチ調査は、国府津-松田間の断層崖基部で、平成7, 8年度に5箇所6トレンチで実施された(図1)。この概要を表1に示す。なお、これらの調査では、最近の活動について明瞭な断層変位が認められたところはほとんどなく、イベントは地回り性堆積物および地割れの存在などで認識された。そして、その発生時期は地回りを挟む上下の地層の編年、あるいは地割れ充填堆積物の編年などから推定された。以下、これらについて記載し、イベント識別過程について説明する。なお山田トレンチについては、立川ローム層を切る逆断層性の小断層は多数認められたが、それを不整合に覆い、下部に1,120±50 yrs BPの木片を含む沖積層を変位させておらず、最新の活動に関する情報は得られなかった(水野ほか, 1996)。そのため、本論では記載を省略する。

1. 国府津トレンチ

調査地点は、小田原市国府津字岡、新幹線弁天山トンネル入り口の南東100 mほどにある住宅地内の私有地である。ここは、断層崖をつくる急崖が崖下の崖錐扇状地と接する地形境界部で、急崖の基部を発掘調査した。

図 1 国府津・松田断層とその周辺地域の地質概要およびトレンチ・ボーリング位置図

表 1 国府津・松田断層トレンチ概要

トレンチ名	実施地点	規模(長×巾×深)	特 徴	イベント時期
国府津	小田原市国府津岡	18.5×5.5×4m	崖錐とローム、土壌	①1.5ka～平安, ②2.9～2.8ka
曾我谷津第1	小田原市曾我谷津	17×7×4.5m	扇状地とローム、土壌	①0.8ka～, ②4～2ka
曾我谷津第2	小田原市曾我谷津	18×6.5×4.5m	ロームと土壌	
上曾我	小田原市曾我大沢	11.5×4.5×4m	軽石流と崩積土	①HoSc以降, ②0.76ka以降, ③5C～0.76ka, ④1.7ka以前
金 子	大井町金子字坊村	18×6.5×4.5m	ロームと土壌	①2～1.5ka, ②3.3～2ka
山 田	大井町上山田	23.5×8×3.4m	ロームと河川礫	特定できず

図 2 国府津トレンチ北側壁面スケッチ図

図3 曾我谷津第1トレンチ東側スケッチ図

図4 曾我谷津第1トレンチ西側スケッチ図

図2はトレンチ断面スケッチである。地殻変動イベントを示唆するものとして、崖錐扇状地礫層およびそれを覆う暗褐色土に、地割れによると思われる小断層および開口地割れが認められた。この地割れは、暗褐色土の上位にある黒色土層1に充填されている。地割れの中およびそれを覆うの黒色土の基底部からは、それぞれ2,920 ± 60 yrs BP, 2,750 ± 60 yrs BPのAMS¹⁴C年代測定値を得た。なお、以下本論で述べる年代測定値は、注記した場合を除きいずれも $\delta^{13}\text{C}$ 値の補正を加えた補正¹⁴C年代測定値である。黒色土層1には弥生式土器(弥生末期)

および土師器、須恵器(いずれも平安時代)の破片が含まれており、上記年代測定値はこのデータと矛盾しない。

このような崖基部の地割れの発生は、強い震動や地表面の傾動などにより地割れが生じたためと考えられる。また、地割れの生じた崖錐扇状地礫層および暗褐色土の頂面傾斜は25°以上あり、地表の傾斜(10°以下)に比べてかなり急で、これらは幅広い撓曲状の変形を受けて傾動している可能性がある。以上から、年代測定値で2,900~2,800 yrs BP頃に、国府津・松田断層周辺に地殻変動イベントが発生したと考えられる。

さらに上位の黒色土層 2 と黒色土層 3 の間には、厚さ 50 cm ほどの砂の多い砂礫層 2 が挟まれている。堆積構造が認められず、下底面がシャープなことから、断層崖斜面上部で起きた崩壊の堆積物と考えられる。地震にともなうものか、豪雨等によるものか、原因を特定できる証拠はないが、低発生頻度の出来事なので、ここでは地震性のイベント堆積物と考える。砂礫層 2 下底部からは泥炭質有機物が得られ、 β 線年代測定で $1,530 \pm 90$ yrs BP が得られている。また、上位の黒色土層 3 中の上部腐植土からは、 $1,680 \pm 60$ yrs BP が得られている。しかし、下位の黒色土層 2, 3 中には、平安時代と鑑定される須恵器、土師器の破片が認められ、年代測定値と土器編年が逆転している。年代測定した有機物が再移動や汚染を受けている可能性があり、地層の年代は土器編年の方が信頼性が高い。しかし、須恵器、土師器は古墳時代以降継続的に出現する土器であり、その形式区分による精度や時間分解能も決して高いとは言えない。すると、この崩壊の時期は約 1,500 年前以降平安時代までの間とし絞り込めない。

このように、国府津トレンチでは① 1.5 ka～平安時代、② 2.9～2.8 ka にイベントと思われる地層の擾乱が認められ、とくに後者では地層傾動などの地殻変動が引き起こされた可能性がある。

2. 曾我谷津トレンチ

小田原市曾我谷津の剣沢は、国府津・松田断層崖を西から彫り込んで大磯丘陵内に深い谷を延ばしている。この沢と断層崖との交差部の右岸側には、断層崖の基部に平行する比高 2～3 m の低崖と幅 20 m ほどのステップが認められる。これは低断層崖の可能性があるので、トレンチ発掘調査が行われた。しかし、低崖の上部には農道があるため、道を挟んで第 1(北側)、第 2(南側)の二つのトレンチを掘削した。第 1 トレンチは、北側にあるより大きな断層崖の基部まで掘り込んでいる。図 3、図 4 は、第 1 トレンチの東西両側の壁面スケッチ図である。

第 1 トレンチの最北部に断層が認められ、また地回りも多数認められた。断層は、より新しい崩壊堆積物に覆われており、複数回のイベントが認められた。また、前述の低断層崖と思われたものは土地を平坦にするための人工的な崖であることが分かった。

ここでイベント発生を示唆すると考えられる堆積物は、暗褐色ローム層に挟まれる崩壊堆積物 1 および崩壊堆積物 2 である。

崩壊堆積物 1 は、礫とローム層を主とし地回りブロックも含む不淘汰堆積物で、下位の地層および地回り性の

小断層を不整合に覆っている。しかし、高角の地回り性小断層が、本層をわずかながら変位させている。本層は、東側壁面と第 2 トレンチによく発達する。これを覆う暗褐色ローム層は、礫を混じえたスコリア質ロームで、同層中から弥生時代末期の土器片と $1,640 \pm 110$ yrs BP の年代値を示す炭化木片が得られている。また、崩壊堆積物 1 より下位の黒色土層は富士黒土層で、立川ローム層と同様に変形している。この地層からは $7,010 \pm 60$ yrs BP の年代測定値と縄文中期の土器遺物が得られている。上下の地層の年代から、崩壊堆積物 1 の形成時期は、縄文中期以降弥生時代末期の間で、4～2 ka と推定される。

崩壊堆積物 2 は、礫質で東側壁面で崩壊堆積物 1 を部分的に覆っている。西側壁面では、立川ローム層と地回り性小断層を覆っており、ごく一部を除き小断層に切られてはいない。本層基底部の腐植土から 970 ± 90 yrs BP および 820 ± 50 yrs BP の年代測定値が得られている。これから崩壊の発生時期は、約 800 年前以降と考えられる。

以上から地殻変動の可能性のあるイベントを復元すると、① 約 800 年前以降、② 4～2 ka の 2 回が識別される。

トレンチ北縁の逆断層の活動時期は、立川ローム堆積後、崩壊堆積物 1 の堆積以前だが、詳細な時期特定は困難である。なお、この断層(F 1)は礫層中の地回り性正断層(F 2)に切られているが、礫層の変形構造などからみて、逆断層運動が生じた直後に地回りが起こり、落下ブロックが逆断層面を変形させた可能性がある。

立川ローム層中に認められる多数の地回り性断層は、逆断層運動時に生じた、あるいは崩壊堆積物 1 と同時に生じた可能性がある。一方、逆断層運動が崩壊堆積物 1 と同時であった可能性は、崩壊堆積物 1 が逆断層の上盤が崩壊した堆積物にはみえないことから考えにくい。逆断層の活動時期は、崩壊堆積物 1 発生よりかなり時間を遡るものであろう。

崩壊堆積物 1 および崩壊堆積物 2 を切る小断層の発生は、地層堆積後強い地震動に誘発されて、既存地回りがごくわずかに再活動した可能性を示している。そのとき、高角断層が動いたと考えられる。

3. 上曾我トレンチ

小田原市曾我大沢の断層崖下のミカン畑で実施された。トレンチ掘削地点は、崖下に発達した崩落斜面の最上部で、崩落堆積物からイベントを識別することを主眼に実施された。トレンチ壁面のスケッチを図 5 に示す。

この壁面では、断層運動で変形した箱根新期軽石流

図 5 上曽我トレンチ北側壁面スケッチ図

(TPH)とその直前に降下した東京軽石層(TPfa), それを覆う地割りを含む崩積土層が認められた。

TPfa および TPH は、ほぼ直立あるいはわずかに逆転変形し、多数の小断層と開口亀裂が認められる。この地点が断層崖の下部であり、重力作用による開口亀裂が生じにくい場所であることを考えると、激しい開口亀裂は TPfa が撓みを増すような変形を受けた際に生じた可能性がある。

開口亀裂は軽石質の細粒砂で充填され、崩積土に不整合に切られている。そして、この開口亀裂の傾斜方向は地層の構造とは関係なく、崩積土基底の不整合面に直交しているので、亀裂の形成時期は不整合面形成の少し前と考えられる。不整合面直上の腐植質土から $1,740 \pm 50$ yrs BP の年代値が得られており、開口地割れをつくったイベント発生時期はこれより少し前である。

崩積性堆積物は 5 枚以上認められ、最下部は TPfa および TPH を不整合に切っている。前述のように、最下部の腐植土からは約 1,700 年前の年代測定値が得られている。その上位は、軽石流由来の砂質土や砂礫層、ローム層などで構成され、いずれも斜面上部よりもたらされたものである。このうちの上半部の黄褐色砂礫層からは、古墳時代(5 世紀)の土器片が出土した。この地層の頂面には、小規模だが地割れが認められ、 760 ± 60 yrs BP の年代値を示す炭化物を含む上部の砂礫層に充填されている。この地割れもイベントと関連する可能性があり、そ

の発生時期は 5 世紀以降で 760 年前以前ということになる。

上部には明瞭な円弧迂りが複数回生じている。最上部の地割りは、ローム質崩積土中の宝永スコリア層(Ho : AD 1707 に降灰)を切っているようにみえ、1923 年関東地震などが原因の可能性がある。この新しい地割りに切られる 2 つの円弧迂りの発生時期は不明だが、これに切られる崩積性堆積物の年代から、760 年前以降である。

以上から、上曽我トレンチでは① 1707 年宝永スコリア層降下以降、② 760 年前以降、③ 5 世紀～760 年前の間、④ 1,740 年前以前の 4 回のイベントが識別された。

4. 金子トレンチ

大井町金子の足柄平野(川音川扇状地)とその東側、第一生命大井本社のある相互台と呼ばれる武蔵野期の段丘(M3 面: 酸素同位体ステージ 4)との間を境する、比高 50 m ほどの段丘崖(=断層崖)基部の畑で実施された。断層帯の位置を知るためのラドン α トラック法探査結果(山崎ほか, 1982)から、崖の基部に断層通過位置が想定されたため、イベント検出を目的にトレンチ発掘調査を行った。

図 6 に、トレンチ壁面スケッチ図を示す。ここでも国府津・松田断層の主断層は露出せず、更新世末以降のテフラ、土壌層と、それに挟まれる崩壊堆積物などが観察された。

暗褐色ロームおよびスコリア層を挟むロームの間に、

図 6 金子トレンチ北側壁面スケッチ図

崩壊堆積物が認められる。これは径数 cm 以上のロームのブロックを含む不淘汰なローム質層で、断層崖斜面上部の崩壊で生じたものであろう。崩壊性堆積物の基底部にに取り込まれた土壌からは $3,280 \pm 60$ yrs BP の年代測定値が得られ、その上位のローム層に挟まれるスコリア層は 3~2 ka に富士山から噴出した S-10~S-23 のスコリア層群に類似している。これから、崩壊堆積物の形成時期、すなわち崩壊発生時期は 3.3~2 ka の間と考えられる。

また、スコリア層を挟むローム層中には、明瞭な地盛り面が認められる。すべり面を境にローム層の構造が変化しているので、少なくとも数 m 程度のずれを持った地盛りが断層崖の基部で発生したと考えられる。この地盛り面は 3~2 ka のスコリア層を切り、 $1,500 \pm 80$ yrs BP の年代測定値の得られた土壌を含む茶褐色土に覆われている。これから、この地盛りの発生時期は 2~1.5 ka の間と考えられる。

以上から、このトレンチでは地盛りを引き起こしたイベント発生時期として、① 2~1.5 ka、② 3.3~2 ka の 2 回が認められた。

なお、地盛り面の上のスコリア層を挟むローム層中の土壌から 260 ± 60 yrs BP の年代値が得られているが、地層の状況からみて、これは明らかに新しすぎるので、モダンカーボンの汚染を受けているものと思われる。

最上部の茶褐色土には、数枚の砂礫層や砂質土が挟まれる。これらは細粒で、かつ下位層にアバットしているようにみえるので、洪水など地表流に由来した堆積物で

あろう。

III. 鴨宮面に認められる変動の痕

鴨宮面は、平野南東部に広がる完新世段丘である。段丘の高度は、砂州の背後の最も低いところでも 6 m 以上、現酒匂川氾濫原との比高は 4 m ほどある。縄文海進による砂・泥質堆積物と、それを覆う氾濫原堆積物で構成され、上部には厚さ 2 m 以上の極細粒砂からなる御殿場泥流(約 2,500 年前に富士山から流下)が載っている。しかし、この平野では海縄文海進ピーク時に、汽水環境に堆積したアカホヤ火山灰(Ah)が -2 m で確認されている。つまり、長期的には累積的な沈降傾向を示すのに、若い鴨宮面が海岸近くで段丘化しているという、きわめて特異な特徴を示すのである。これを説明するため、山崎(1985, 1993)や Yamazaki(1992)は、相模トラフで発生する地震時にこの平野は隆起し、国府津・松田断層活動時にはその隆起量を上回って沈降すると考えた。これに対しては、逆断層活動時に断層の下盤に沈降が起きることは、理論上あり得ないという批判がある(石橋, 1998)。

そこで、足柄平野に沈降の証拠があるかどうかを検討してみた。かつて、山崎・鹿島(1989)は地質調査所の鴨宮 500 m ボーリング最上部の珪藻分析から、御殿場泥流直下に海棲珪藻が存在することを指摘し、沈降の証拠と考えた。しかし、分析方法に不十分な点があると考えられたので、鴨宮面上の 3 地点で試料採取と珪藻分析を行った。実施地点は、小田原市中里の①小田原市川東セ

図7 鴨宮面構成層上部の層序と珪藻分析結果

試料採取地点は小田原市中里, 川東センター。

ンター, ②同前川の相模商会構内, および③小田原市青果市場である。なお, ①はビル工事の際の露頭観察, ほかの2地点はボーリング掘削で試料を採取した。また, ③は地質調査所 500 m ボーリング実施地点と同一地点である。珪藻分析はパリーノサーヴェイ(株)および(株)アースサイエンスに依頼した。

この結果は, 3地点とも陸生珪藻が大部分を占め, 明瞭な海棲あるいは汽水性珪藻の存在は認められなかった(図7, 図8: ③は図省略)。これから, 山崎・鹿島(1989)の分析結果は, 陸生珪藻を海棲と見誤った可能性がある。しかし, 今回の分析でも御殿場泥流の直下に環境変化が生じた層が見いだされた。図7では, 天城カワゴ平軽石(KgP: 3,126~3,145 cal. yrs BPに噴出, 奥村ほか, 1999)より上位の富士山噴出S-11スコリアの約10 cm 上位で, 砂沢スコリア(Zn, S-13: $\delta^{13}\text{C}$ 未補正 ^{14}C 年代で2,880 $\pm$ 140 yrs BP, 上杉, 1990)の30 cm 下位層準(約3,000年前)に, 陸生珪藻 *Hantzschia amphioxys* が激減し, 若干の汽水性化石と流水性化石が認められる層

準がある。この層準より上位では珪藻の出現が激減し, 何らかの急激な環境変化があったと思われる。図8でも Zn(K-15)の下位17 cm のところ(K-23)に *Hantzschia amphioxys* の急減層準が現れ, 以後やや低湿な環境に変化したことが示される。層準からみて, この時期も, およそ3,000年前と考えられる。なお, 青果市場の分析結果では, 上記に匹敵する環境変化は認められなかった。

以上から, 足柄平野では, 御殿場泥流の下に顕著な海成層の侵入等は認められなかったが, 約3,000年前に急に湿地環境が広がるような環境変化が起きたと推定される。このような環境変化は, 平野が沈降したことによって引き起こされる可能性がある。この年代は, トレンチで識別された最も顕著なイベント年代と一致している。

IV. 国府津・松田断層の活動時期

トレンチ発掘調査や鴨宮面上の環境変化から推定したイベント発生時期を図9に示す。この図には, 各調査地点で推定されたイベントごとにそれぞれの発生時期を時

図 8 御殿場泥流直下の細粒堆積物珪藻分析結果
試料採取地点は小田原市前川，相模商会構内。

間巾で示している。この図から、時間幅の重なり合いなどを基に、黒および白三角で示した4ないし5回のイベント発生時期が推定される。

時間分解能が良くないので、極端な話をすれば、各トレンチに認められた各イベントは、それぞれ異なる時期に異なる原因で発生した可能性もある。しかしここでは、断層崖下の地送り・崩壊は、強い地震動あるいは断層運動に関連して発生したものと仮定する。そして、異なるトレンチで、イベント時期が重なるものは同一イベントと仮定する。したがって、実際のイベント発生回数は5回以上である可能性もあるし、地震が原因でないイベントも含まれているかもしれない。以下、上記の仮定の下、上位のイベントから順に説明する。

Event 1: 宝永スコリア(Ho: AD 1707)降下以後のイベントで、上曽我トレンチでの地送り発生として認識さ

れた。曾我谷津の若いイベントがこの時期に当たる可能性もある。

本イベントが地震によって引き起こされたとなると、その原因となった小田原付近におけるHo以後の大地震は、①1782年天明小田原地震、②1853年嘉永小田原地震、③1923年大正関東地震である。このうち、①は被害範囲は広がったが、とくに強い被害の集中はなかったこと、②は足柄平野西縁部に被害があったが、国府津以東は被害なしということ(石橋, 1988)から、最も強い揺れと大きな被害を引き起こしたのは③である。Ho降下後1回だけのイベントなので、その原因を最も激しい地震動であった1923年大正関東地震に求めるのが妥当であろう。この地震では、上曽我の笠土寺背後の断層崖が崩壊し、崩土が平野に押し出したことが知られており、断層崖沿いの各地でこのような地送り・崩壊が起きた可能

図 9 国府津・松田断層のトレンチ調査で得られたイベント発生時期

性がある。

Event 2: 上曾我において Event 1 に切られる地盛り面から認定されたもので、760 yrs BP 以降の発生だが、Ho 以後のものかどうかは分からない。一応、Event 2 を Ho と 760 年前との間に考えるが、時期を特定するのは困難である。曾我谷津の若いイベントも、Event 2 である可能性がある。

Event 3: これは二つの可能性がある。一つは国府津、金子のトレンチで認められた最も若いイベントと、上曾我の上から 3 番目のイベントが同じものであった場合、発生時期は約 1,500 年前に限定される。一方、金子の若いイベントが国府津、上曾我とは別のイベントである場合は、図 9 に点線の三角で示した 1.5~0.8 ka と 2~1.5 ka にそれぞれ Event 2', Event 3' が起きた可能性がある。

Event 4: 今回の一連の調査では、この時期の地層を欠く山田トレンチを除くすべての地点で対応するイベントがみつかっており、最も確実性の高いイベントである。断層崖沿いのすべてに認められることや、国府津や上曾我、鴨宮では地層の変形や環境変化など、地殻変動の発生を示唆するデータが得られている。これは国府津・松田断層が活動し、地表に変位・変形が生じたことを示すものと考えられる。

1964 年アラスカ地震では、パットン湾断層が変位した。地震断層が既存の断層崖の基部に生じた Tortuous Creek と Patton 川の間の 10 km ほどの区間では、断層崖に沿って大規模な地盛り・崩壊が連続し、地震断層は地盛りや崩壊堆積物に埋められたことが報告されている

(Plafker, 1967 : G16-18)。国府津・松田断層崖に沿って明瞭な低断層崖が認められないことも考え併せると、3,000 年前の断層活動時には、断層崖沿いに連続して大きな崩壊が生じたものと考えられる。

以上のように、約 3,000 年の間で国府津・松田断層の活動と思われるイベントは約 3,000 年前の 1 回 (Event 4) だけである。ほかの 3~4 回のイベントは、出現が局地的で Event 4 より小規模であったと思われる。この中の Event 1 は 1923 年大正関東地震と考えられ、同規模のほかのイベントも相模トラフで発生した大地震による可能性がある。すると 3,000 年前以降、足柄平野付近で認められる関東地震の数は 3~4 回程度と考えられる。

V. 千代台地西縁の活断層について

これに関連して、小田原市千代の千代台地西縁の千代南原遺跡では、宝永スコリアを変位させる“断層”や液状化の跡などが認められている(上本・上杉, 1998)。ここでは火山灰、スコリア混じりの軟弱な粘土層が断層によって変位しており、また破断されたブロックが大きく傾動している。しかし、地震断層が軟弱層を変位させる場合、よほど大きな変位量を持たぬ限り、地層は撓曲あるいは階段状に変形し、地表面には撓みや分散した地割れが現れることが多い。これに対し、液状化によって側方流動が生じた場合、移動ブロックの周囲には正断層、横ずれ断層、さらにはブロック末端に逆断層までも生じ、地表は激しく擾乱する(山崎・栗田, 1983)。

千代南原遺跡の位置は、千代台地の段丘崖下で、鴨宮面(完新世段丘)を切る氾濫原に接しており、地盤は腐植・火山灰混じりの泥質堆積物である。このような地盤条件と激しい擾乱からみて、“断層”の原因は地殻変動ではなく、側方流動と考えられる。

もちろん、地下に断層変位が生じて地表に側方流動が生じることも十分あり得る。千代台地は箱根新期軽石流で構成される台地だが、その西縁には鈴木(1972)以降断層が指摘され、活断層研究会(1980)、太田ほか(1982)、宮内ほか(1996)などがこの見解を踏襲してきた。上本・上杉(1998)も国府津・松田断層は複合断層帯を構成しており、その一部が千代台地西縁にあって、その活動が千代南原遺跡に認められた地層の擾乱に関連していると考えている。しかし、この断層は、ボーリング資料を集めて地盤図を作成する際、鴨宮面構成層と千代台地構成層の岩相の違いから推定されたもので、地質学的に十分な根拠があるものではない。

地質調査所では、この断層についての検討を行うた

図 10 ボーリング調査で得られた国府津・松田断層周辺の箱根新期軽石流堆積物(東京軽石層を含む)基底の高度分布

単位は m. 高度は海水準高度を 0 m として表示.

め、足柄平野および大磯丘陵内で深度 30~150 m にわたる 11 本のボーリングを行った(図 10). このうち、千代台地西方、酒匂川氾濫原上の小田原市永塚で実施した 100 m ボーリング(孔口標高 22.23 m)では、標高 -40 m で箱根新期軽石流直下の東京軽石層基底が、ローム層を介して -44.38 m で三崎面相当(M2: 酸素同位体ステージ 5 a)の河床礫がそれぞれ認められた. TPf は -26 m より上部を酒匂川本流礫に侵食されている. 一方、千代台地の上の三島神社で行ったボーリングでは、標高 -42 m に同軽石層の基底があり、同じく -45.4 m で M2 礫層が認められている(山崎ほか, 1982). 以上のように、千代台地西縁の崖に関しては、その両側に近接する 2 地

点において、M2 面および火砕流基底の高度に有意な差が認められない. これから、この間に地層の高度不連続はなく、断層は存在しないと考える.

千代台地西縁が断層であることの根拠として、千代台地の傾動があげられる. しかし、仮に傾動していたとしても、その原因はむしろ東側の国府津・松田断層本体に求められよう. 以下には、その根拠として TPf, TPfa が断層崖の下で下方に大きく変形している例を示す.

上曽我で行われた 150 m ボーリング(孔口標高 34.47 m)では、沖積層および厚いローム質火山灰の下に厚さ 57 m の TPf および TPfa が認められ、その基底の高度は標高 -87 m である. その下位はテフラを介さず直接河成礫層が存在するので、この礫層は M2 面構成層には対比できない. しかし、火砕流が低海面期に流出したとしても、現在の海岸から 5 km も内陸に入った地点での -87 m の基底深度は異常に大きく、これは国府津・松田断層近傍で下方への引きずり、あるいは向斜上の変形を受けている可能性がある.

千代南原遺跡の地層擾乱の発生時期について、上本・上杉(1998)は 1853 年嘉永小田原地震を原因と考えた. これは、擾乱が Ho を切っていること、1923 年関東地震で地震断層出現が報告されていないため、上記地震に地震断層出現を求めたと思われる. しかし、前述のように、1853 年嘉永小田原地震では国府津以東にほとんど被害はなく、原因をこの地震に帰すのは無理がある. 一方、1923 年関東地震では、曽我村や下曽我村で住家全潰率は 90% に達しており、震度 7 の揺れに見舞われたことが分かる. 山崎(1925)も曽我駅(現在の下曽我駅)付近について、「村落ノ全潰セルノミナラズ稲田ノ起伏傾斜セル所スラ少ナカラズシテ」と、側方流動を思わせる記載をしており、この地域に広く液化化と側方流動が生じたものと考えられる. これから、千代南原遺跡に認められた地層擾乱の発生時期は、1923 年大正関東地震と考えられる. もちろん、千代南原遺跡ではこれより古い地震でも同様のことが起きていた可能性はあるが、Ho を切るような変位は大正関東地震によるものと考えた方が良からう.

VI. ま と め

国府津・松田断層沿いでは、断層崖基部でのトレンチ発掘調査により、地りや崩壊などによる地層の擾乱を手がかりに、強震動の発生時期を復元した. その結果、少なくとも 4 ないし 5 回のイベントが識別されたが、国府津・松田断層の活動を示すと考えられるのは、約

3,000年前のイベントだけであった。そのほかのイベントは、出現が局地的であり、擾乱の規模も3,000年前のイベントに比べて小規模であった。また、その中には1923年大正関東地震が原因と思われるものがある。トレンチ以外では、液状化跡や地入り地形など、大正関東地震の痕跡は現在も比較的多く残っている。しかし、トレンチに認められた痕跡としては微弱である。これを考えると、約3,000年前のイベント時、断層崖周辺での変動は関東地震とは比較にならぬほど大きかったに違いない。

また、今回のトレンチ調査結果では、石橋(1992)の言うような200~300年間隔という高頻度の関東地震の発生は認められなかった。国府津・松田断層の活動と思われるイベントも3,000年前の1度だけであり、これらの結果は、国府津・松田断層が関東地震とは独立に活動し、長い再来間隔を持つという考えを支持している。しかし、断層崖下での地入り、崩壊堆積物によるイベント認定は、崩壊発生の原因について不透明な部分があり、今後はトレンチ調査のほか地震考古学データ等を増やして、イベントの時間的分解能を上げていく必要がある。

謝辞 本論をまとめるにあたり、地質調査所活断層研究室の杉山雄一室長をはじめとする研究室の方々、ならびに神戸大学の石橋克彦教授には国府津・松田断層の運動に関してご意見、御討論をいただき、論文作成に大いに役立った。また、トレンチ調査では佐野正明氏をはじめとする国際航業(株)職員の方々に、現地で献身的な調査を進めていただき、高精度データの取得に役立った。また、珪藻分析の一部には動燃事業団(現核燃料サイクル開発機構)の経費を利用させていただいた。これらの方々のおかげで、今回トレンチ調査の成果を公表することができた。以上の方々に篤く御礼申し上げます。

引用文献

- 石橋克彦(1977) 1703年元禄関東地震の震源域と相模湾における大地震の再来周期(第一報). 地震2輯, 30, 369-374.
- 石橋克彦(1988) “神奈川県西部地震”と地震予知I, II. 科学, 58, 537-547, 771-780.
- 石橋克彦(1992) 「大磯型地震」と相模トラフ巨大地震(試論). 月刊地球, 号外5, 73-77.
- 石橋克彦(1998) 相模湾周辺の地震テクトニクスの枠組みと諸問題. 日本第四紀学会講演要旨集, 28, 2-3.
- 伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・千葉達朗・米澤 宏・染野 誠・本間睦美(1986) 最近100万年間における足柄一大磯地域の古地理変遷とテクトニクス. 月刊地球, 88, 630-636.
- 貝塚爽平(1987) 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌, 96, 223-240.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 363p, 東京大学出版会.
- 水野清秀・山崎晴雄(1997) 国府津—松田断層のトレンチ掘削調査(補備調査). 地質調査所研究資料集No. 303(平成8年度活断層研究調査概要報告書), 125-128.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介・吉岡敏和(1996) 国府津—松田断層の活動履歴および活動性調査. 地質調査所研究資料集No. 259(平成7年度活断層研究調査概要報告書), 81-88.
- 松田時彦(1993) 相模湾北西部地域の地震テクトニクス. 地学雑誌, 102, 354-364.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之(1974) 元禄関東地震(1703年)の地学的研究. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」: 175-192, ラティス.
- Matsuda, T., Ota, Y., Ando, M. and Yonekura, N. (1978) Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 1610-1618.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美(1996) 1:25,000 都市圏活断層図「小田原」. 国土地理院.
- 太田陽子・松田時彦・小池敏夫・池田安隆・今泉俊文・奥村 清(1982) 国府津・松田断層に関する調査報告. 神奈川県地震災害対策資料「三浦半島および国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書」: 82-195, 神奈川県.
- 奥村晃史・嶋田 繁・鈴木毅彦・福岡孝昭・町田 洋・光谷拓実(1999) 高精度年代決定による日本の完新世テフロクロロジーの再検討. 1999年度地球惑星科学関連学会合同大会, セッション「第四紀」講演要旨, Ld-004, CD-ROM.
- Plafker, G. (1967) Surface faults on Montague Island associated with the 1964 Alaska earthquake. *USGS Professional Paper*, 543-G, 1-42.
- 徐 垣(1995) 足柄層群南縁の衝上断層(日向断層)とその地震テクトニクス上の意義. 地質学雑誌, 101,

- 295-303.
- 鈴木隆介 (1972) 県内各地の沖積層およびローム層, A. 足柄平野および大磯丘陵南部. 「神奈川県地盤地質図調査報告書」: 19-32, 神奈川県.
- 多田 堯 (1977) 熱海-沼津構造線の提唱. 地震 2 輯, 30, 374-377.
- Tada, T. and Sakata, S. (1977) On a fault model of the 1923 Great Kanto earthquake and its geotectonic implication. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, 22, 103-120.
- 上本進二・上杉 陽 (1998) 小田原市千代台地の 3 遺跡における地震跡—国府津-松田断層の最新活動期に関する若干の資料—. 関東の四紀, 21, 41-53.
- 上杉 陽 (1990) 富士火山東方地域のテフラ標準柱状図—その 1: S-25~Y-114—. 関東の四紀, 16, 3-28.
- 山崎直方 (1925) 関東地震ノ地形学的考察. 震災予防調査會報告, 100 乙, 11-54.
- 山崎晴雄 (1985) 足柄平野の地質と地殻変動. 月刊地球, 7, 466-472.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 43, 603-657.
- 山崎晴雄 (1993) 南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動. 地学雑誌, 102, 365-373.
- 山崎晴雄・垣見俊弘・加藤 完・池田喜代治・高橋 誠・永田松三・伊藤吉助 (1982) プレート北端部の造構運動の調査研究. 「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する特定総合研究中間報告書」: 368-393, 科学技術庁研究調整局.
- 山崎晴雄・鹿島 薫 (1989) 大磯型地震と国府津・松田断層の活動. 地震学会講演予稿集, 1, 230.
- 山崎晴雄・栗田泰夫 (1983) 1983 年日本海中部地震の緊急調査. 地質ニュース, 347, 7-14.

The Koze-Matsuda Fault : Its Recent Behavior and Tectonic Significance in a Plate Convergent Region

Haruo Yamazaki*¹ and Kiyohide Mizuno*²

There are two different ideas about the tectonics of earthquakes along the Koze-Matsuda fault, which is situated on the on-shore extension of the Sagami trough, central Japan. One is derived from geological evidence of the deformed Quaternary deposits in the onshore areas. The idea is that the Koze-Matsuda fault upheaves the Oiso Hills and the Tanzawa Mountains and causes huge earthquakes with recurrence intervals thousands of years long. The fault moves without any relationship to the mega-thrust beneath the Sagami Trough from which 1923 Kanto earthquake occurred. The other is that the Koze-Matsuda fault is a subsidiary fault of the plate boundary thrust along which huge earthquakes occur every two or three hundred years. Several seismological interpretations of the 1923 Kanto earthquake support this opinion. Based on this, the Koze-Matsuda fault would never cause a huge earthquake without any link to the plate boundary fault. To test these competing hy-

potheses, the authors reconstructed the recent behavior of the Koze-Matsuda fault based on the trench logs excavated at the foot of the fault scarp. Although no Holocene fault displacement was found from the trench walls, four or five seismic events since 3,000 years ago were detected from the stratigraphy and chronology of the landslide or slope failure deposits inferred to be of seismic origin. Only one event, which is distinct and occurred about 3,000 years ago, is recognized to be caused by activity of the Koze-Matsuda fault. As the other faint events include the event caused by the 1923 Kanto earthquake, these events are thought to be related the earthquakes from the Sagami trough. The trench survey seems to confirm the idea that the Koze-Matsuda fault and the earthquake from the Sagami Trough have long recurrence intervals and that the last event of the Koze-Matsuda fault occurred 3,000 years ago.

* 1 Graduate School of Science, Tokyo Metropolitan University. Minami-ohsawa 1-1, Hachioji, Tokyo, 192-0397, Japan. XXXXXXXXXX

* 2 Osaka Regional Geology Center, Geological Survey of Japan. 2nd Bldg., Osaka Godo Chosha, Otemae 4-1-67, Chuo-ku, Osaka, 540-0008, Japan.